

南極高気圧下で生成した雪の酸素同位体組成

加藤喜久雄*・樋口 敬二*

Oxygen Isotopic Composition of Snow Formed under an Antarctic Anticyclone

Kikuo KATO* and Keiji HIGUCHI*

Abstract: In order to investigate the formation process of snow under an Antarctic anticyclone and the transportation process of water vapor into the anticyclone, the oxygen isotopic composition of fallen snow at Syowa Station and drifting snow and firn in Mizuho Plateau was determined. Fallen snow at Syowa Station is formed by the isobaric cooling process from a cloud layer under the upper inversion. Water vapor is transported to the Antarctic anticyclone and subsides in it. Snow is formed by the isobaric cooling process under the subsidence inversion. The surface air temperature is much lower than the temperature of formation of snow. Therefore, on ice sheet, water vapor moves from fallen snow to surface snow. The systematic decrease of oxygen isotopic composition of snow with depth is formed in the snow cover with well developed depth-hoar of upward crystal growth under the influence of an Antarctic anticyclone, whereas the systematic increase is formed in that with depth-hoar of downward crystal growth under the influence of a circumpolar cyclone.

要旨. 昭和基地の降雪、みすほ高原の飛雪、積雪の酸素同位体組成 ($\delta^{18}\text{O}$) について考察し、まったくといっていいほど解明されていない南極高気圧下での降雪の生成過程ならびに南極高気圧圏への水蒸気輸送過程について、次のように考えた。南極高気圧下では上層逆転層付近に相対湿度 100% のところがあり、そこで混合または放射冷却により等圧冷却過程で降雪が生成している。南極高気圧圏へは、海から蒸発した水蒸気は沿岸低気圧地域の上空を通して供給され、南極高気圧圏内で下降し、カタバティック風により沿岸地域へ運ばれる。下降流により沈降性上層逆転層が生成される。晴天が多いため地表気温は低くなるので、氷床上では等圧冷却過程で生成した降雪から氷床上の雪への水蒸気の移動が起こる。その結果として積雪の霜さらめ化と上向きの結晶生長ならびに表面積雪層における雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が深くなるにつれて小さくなるという $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布がひきおこされる。

1. は じ め に

南極高気圧は南極氷床の存在と深いかわりをもっている。また、地球の大気循環、水循

* 名古屋大学水圏科学研究所. Water Research Institute, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya 464.

環にも深くかかわっており、気候変動に及ぼす影響も大きい。しかし、南極高気圧にかかわる水蒸気輸送や南極高気圧下での降雪の生成に関する知識は皆無に等しいといっても過言ではない。

幸いにも、昭和基地においては南極高気圧下で生成した降雪が採取され、みずほ高原においては南極高気圧圏内と考えられる地域（加藤他, 1977, 1979; KATO *et al.*, 1978）においても飛雪や積雪が採取され、それらの酸素同位体組成（ $\delta^{18}\text{O}$ 値）が測定された（KATO, 1977, 1978; 加藤, 1979; 加藤他, 1977, 1979; KATO *et al.*, 1978）。そこで、それらの $\delta^{18}\text{O}$ 値について考察し、南極高気圧下での降雪の生成過程や南極高気圧圏への水蒸気輸送過程に関する 1 つの考え方を提示し、諸知見の説明を試みた。

2. 昭和基地における降雪の酸素同位体組成

昭和基地で採取した降雪の生成温度として地上および高層気象観測結果（JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1977）から昭和基地上空の相対湿度 100% の温度範囲を用いた。

採取した降雪の中から、天気図と気象観測結果に基づいて沿岸低気圧下および南極高気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と生成温度との関係を図 1 に示した。KATO (1978) が指摘したように、沿岸低気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値はその生成温度のわりには大きくなっている。逆に、南極高気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値はその生成温度のわりには小さくなっている。

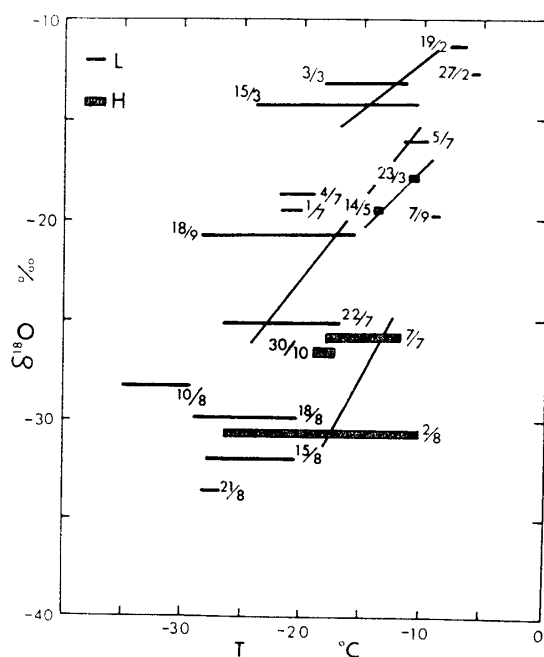


図 1 1974 年の昭和基地における 沿岸低気圧下 (L), および南極高気圧下 (H) で生成した降雪の酸素同位体組成と生成温度との関係。

Fig. 1. Oxygen isotopic composition of fallen snow formed under circumpolar cyclone (L) and under Antarctic anticyclone (H) at Syowa Station against the temperature range in the corresponding cloud layer in 1974.

いる。したがって、降雪の生成温度が同じであっても、沿岸低気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は南極高気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値より大きい。このことは、降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が沿岸低気圧によりもたらされる ^{18}O に富んだ水蒸気の供給により大きくなっていることを示していると同時に、沿岸低気圧による水蒸気輸送と南極高気圧への水蒸気輸送とはその過程が異なることを示している。

そこで図1において、12月～5月、7月～11月の各グループの降雪について、さらに沿岸低気圧下と南極高気圧下で生成した降雪を区別して、降雪の生成温度範囲における水蒸気圧の平均値を示す温度と $\delta^{18}\text{O}$ 値との相関関係を示す直線（加藤，1979）を求めた。

これらの直線の傾きは、沿岸低気圧下で生成した降雪については、12～5月のグループでは 0.5、7～11月（8月を除く）のグループでは 0.7 であり、生成温度から考えて降雪が上昇気流に伴う湿潤断熱冷却過程で生成したことを示している。

南極高気圧下で生成した降雪については試料数が少ないけれども、直線の傾きは12～5月のグループで 0.8、7～11月のグループでは 1.1 であり、生成温度から考えて降雪が等圧冷却過程でそれぞれ生成したことを示す。ダイヤモンドタスト（氷結晶）ではなく、降雪（雪結晶）が高気圧下で生成する過程は、まったくといっていいほど解明されていない。そこで、南極高気圧下で降雪が等圧冷却過程で生成しうるものかどうか検討した。

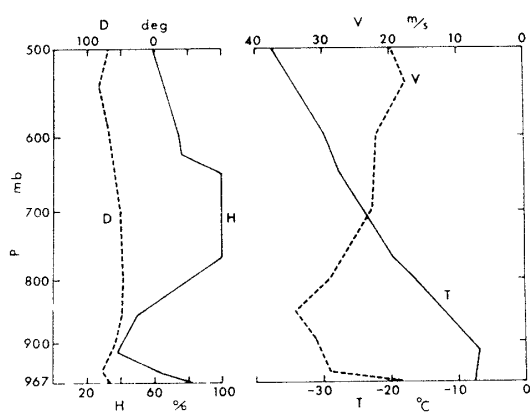


図 2 1974 年 6 月 29 日沿岸低気圧下の昭和基地上空の気温 (T), 相対湿度 (H), 風速 (V), 風向 (D, 北 0° 真方位) の垂直分布。
Fig 2 Air temperature (T), relative humidity (H), wind velocity (V) and wind direction (D, north 0° in true) profiles above Syowa Station on 29 June 1974 under circumpolar cyclone

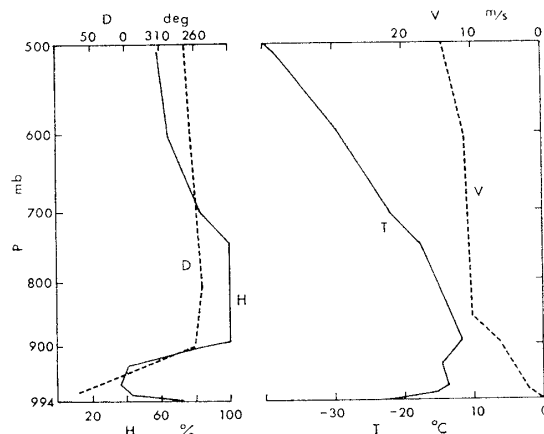


図 3 1974 年 7 月 7 日南極高気圧下の昭和基地上空の気温 (T), 相対湿度 (H), 風速 (V), 風向 (D, 北 0° 真方位) の垂直分布。
Fig 3 Air temperature (T), relative humidity (H), wind velocity (V) and wind direction (D, north 0° in true) profiles above Syowa Station on 7 July 1974 under Antarctic anticyclone

図2には沿岸低気圧下で、図3に南極高気圧下で降雪が生成した時の、昭和基地上空の気温、風速、風向（北0°，真方位）、相対湿度（JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY, 1977）の垂直分布の例を示した。

沿岸低気圧下では、風速が非常に大きく、風向は東寄りであるのが一般的であり、相対湿度100%を示す高度における温度こう配から降雪が上昇気流に伴う湿潤断熱冷却過程で生成していることが分かる。

南極高気圧下では、地表付近では風速は小さく、相対湿度も小さいのが一般的である。しかし、地表付近でも風速が大変大きいことが時折観察される。風向については、南極高気圧下で東寄りということはないが、南～西～北寄りの範囲内で降雪の都度異なり、一般的傾向はない。特徴的なのは気温の垂直分布で、図3に示されるように表面逆転層の上に、高気圧下で降雪が生成した時は必ずもう1つの逆転層が認められ、この付近の高度で相対湿度が100%になっていることである。HIGUCHI (1962) の北海道での観測にみられるように、この上層逆転層付近で混合、または放射冷却により降雪が生成したと考えると、降雪が等圧冷却過程で生成しうることになる。

3. 内陸地域の飛雪とピットの雪の酸素同位体組成

1974年10月～11月の内陸トラバースルート Y'-I-J と2mピットの雪試料の採取地点を図4に示した。

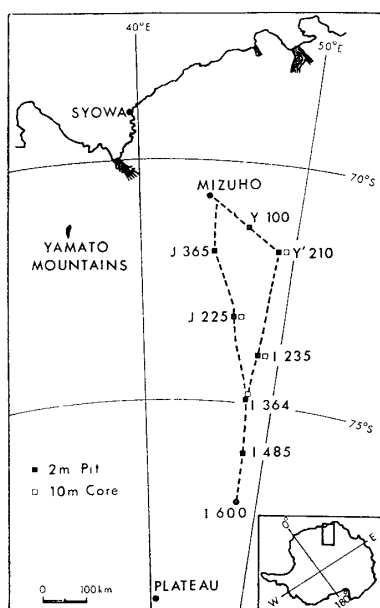


図4 1974年10月14日～11月29日の第15次日本南極地域観測隊のみずほ高原内陸トラバースルート，および2mピットと10mコアの掘削地点。

Fig. 4. Map showing the inland traverse routes of the 15th Japanese Antarctic Research Expedition and the boring stations of 2 m pits and 10 m cores in Mizuho Plateau in the period from 14 October to November 29, 1974.

トラバースルートに沿った観測地点において採取した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値に、高度 3100~3200 m 付近で著しい増大が見い出されたことはすでに報告した (加藤他, 1977, 1979; KATO *et al.*, 1978).

これらの地域の飛雪が著しく大きい $\delta^{18}\text{O}$ 値をもつのは降雪に基因すると考え、雪のプラスチックレプリカを作成し、雪結晶と氷結晶 (ダイヤモンドダスト) とを区別した。その結果、11 月 3~5 日の降雪はダイヤモンドダストではなく、雪結晶が主であることが明らかになった (SATOW *et al.*, 1979)。したがって、非常に ^{18}O に富んだ雪がもたらされたことになり、昭和基地などの沿岸地域への水蒸気の輸送過程や凝結過程とは違う過程で、水蒸気が供給され、降雪が生成されたと考えられる。

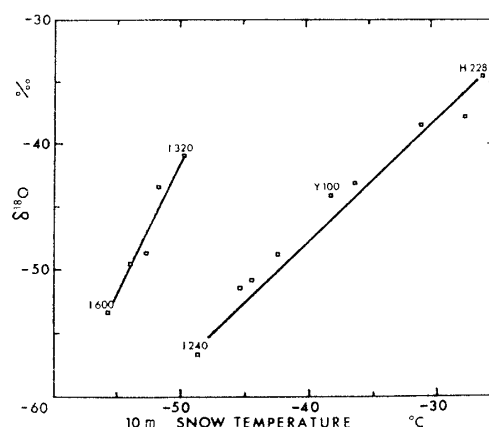
トラバース中の気象がかなり安定していた (加藤他, 1979) H-Y'-I ルート沿いの観測地点で採取した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、気象の短期間の変動の影響を受けていないと考えられるので、それらは相互に、また、それらと観測地点の年平均気温との比較は、十二分に意味があるといえる。そこで、10 m の深さでの雪温 (10 m 雪温) はほぼその地点の年平均気温を示す (DALRYMPLE, 1966) から、10 m 雪温 (SATOW, 1977) と飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値との関係を検討した (図 5)。

KATO *et al.* (1978) が指摘したように、H228 から I240 まではほぼ一直線上にのり、I320 から I600 までは別の直線上にのる。さらに、これらの直線の傾きは大きく異なっていて、I240 より沿岸側と I320 より内陸側では、水蒸気の輸送過程や凝結過程が違うものと考えられる。そこで、水蒸気の凝結過程すなわち雪の生成過程について検討した。

雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値がその真の生成温度との関係において考察されるのはまれであり、多くの場合は地表の気温との関係で考察される。その場合、雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と月平均気温あるいは年平均

図 5 1974 年 10 月 5 日~11 月 12 日のトラバースルート上の観測地点における飛雪の酸素同位体組成と 10 m 雪温の関係。

Fig 5 Oxygen isotopic composition of drifting snow against 10 m snow temperature at the stations along the traverse routes in the period from 5 October to 12 November, 1974



均気温について考察するのが通常である。そして、これらの関係が、昭和基地における降雪に関する研究において、高層気象観測結果からえた真の雪の生成温度と雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値との関係と同様に、雪が生成した冷却過程に関する情報を提供することが示されている (加藤, 1979)。

図 5 の 2 本の直線の傾きは、I240 より沿岸側における飛雪については 0.9, I320 より内陸側のは 1.5 である。これらの飛雪の生成温度における水蒸気-氷間の酸素同位体分別定数は測定されていないので、水素同位体分別定数 (MERLIVAT and NIEF, 1967) から推察する。その結果、I240 より沿岸側では沿岸低気圧下で生成した降雪と同じ湿潤断熱冷却過程で降雪が生成されており、I320 より内陸側では、昭和基地の南極高気圧下で生成した降雪と同じ等圧冷却過程で降雪が生成されていることが分かる。高気圧下における等圧冷却過程での降雪の生成は、先に述べた昭和基地での南極高気圧下における等圧冷却過程での降雪と同様、HIGUCHI (1962) が見出したように、上層逆転層付近で降雪が生成したと考えられる。

みずほ基地へ戻る J ルート上で高気圧が南極沿岸までも張り出したときに、飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は急激に大きくなっていることが見いだされた (加藤他, 1979)。このことは、内陸においては、高気圧下で生成した降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は、昭和基地における降雪とは対称的に、大きくなることを示している。少なくとも春には沿岸低気圧により供給された ^{18}O に富んだ水蒸気も、高度 1800~2000 m までに多量の降雪を生成した後は、南極高気圧へ供給される水蒸気よりも ^{16}O に富んでいる (加藤他, 1979)。

みずほ基地、およびそれより内陸で掘ったピット中の $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布をそれぞれ図 6,

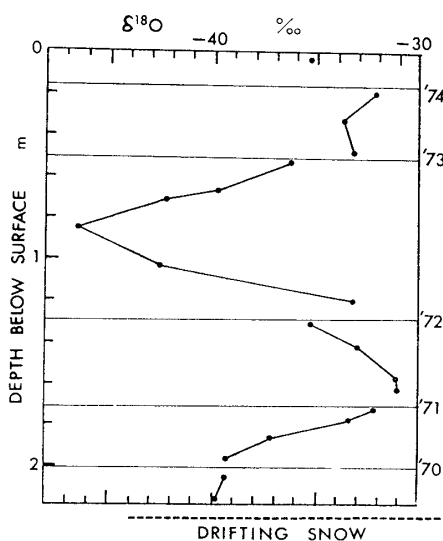


図 6 みずほ基地で掘削したピットにおける酸素同位体 ($\delta^{18}\text{O}$) 分布と 1974 年における飛雪 (---) の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅。

Fig 6 Oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) profile in the pit and annual range of $\delta^{18}\text{O}$ of drifting snow (---) in 1974 at Mizuho Station

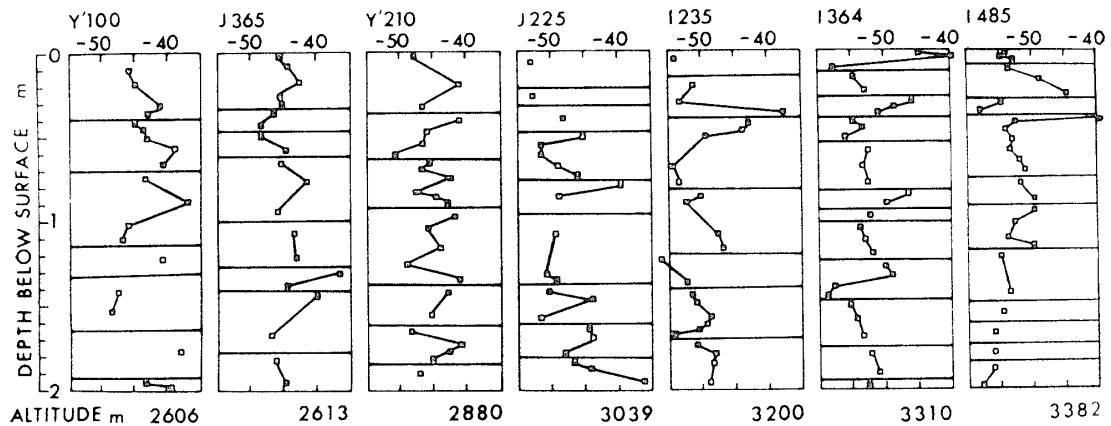


図 7 1974 年 10 月 17 日～11 月 26 日のトラバースルート上の 7 観測地点で掘削した 2 m ピットにおける酸素同位体 ($\delta^{18}\text{O}$) 分布と高度

Fig 7 Oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) profiles in 2 m pits and altitudes at seven stations along the traverse routes in the period from 17 October to 26 November, 1974

7 に示した。図 6 における横線はこみ、汚物などの人工物の存在から決定した夏を示す年層境界（その年の 1 月）を示す (WATANABE *et al*, 1978)。図 7 における横線は層位学的手法で推察した夏を示す年層境界（その年の 1 月）を示す (WATANABE, 1978b)

みすほ基地は 1970 年に開設された。そのため、基地周辺は元来 glazed surface が卓越していたのが、非常に雪の堆積が多く起こるようになった。ただし、すべての季節に堆積が起こっているわけではない。最も年堆積量の大きかった 1972 年には、 $\delta^{18}\text{O}$ 値の季節変化が認められる。これらのことは、堆積に都合のいい条件下ではどの季節にも堆積が起こることを示している。

ピットにおける $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅は、図 6 の最下部に点線で示した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の年変動幅にほぼ等しく、飛雪の変動幅を 3‰ ほど小さい方へすらしした幅になっている。このことから、ピットの $\delta^{18}\text{O}$ 値が、ほぼ飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値を反映し、それに堆積時および堆積後に起きた $\delta^{18}\text{O}$ 値の変化が、加わった結果を示しているといえよう。

図 7 に、みすほ基地より内陸で掘ったピット中の $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布を示した。右のピットは内陸で、高い高度で掘ったピットである。

この図から、J225 より沿岸側と I235 より内陸側では $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布のパターンが異なることが認められる。しかも、この変化は、まさに飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値に異常な増大の見出された地域を境にして起こっている。ピット中の $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布は、沿岸側では深くなるにつれ $\delta^{18}\text{O}$ 値が大きくなるかほとんど変化しないのに対して、内陸側では深くなるにつ

れ $\delta^{18}\text{O}$ 値は小さくなる傾向が見られる。この違いは、雪の堆積環境の違いを反映しているものと考えられる。

さらに、飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値に異常な増大の見い出された地域を境に、飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値とピットの $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅との関係が大きく変化していることが見い出されている（加藤他, 1977, 1979; KATO *et al.*, 1978）。みすほ基地から I240 までの間では、飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値がピットの雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅の小さい方に位置しているのに、雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が著しく増大した後の I320 より内陸では、ピットの雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅の大きい方に飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が位置しており、まったく逆の関係を示している。

1974 年 10 月～11 月の内陸トラバース中に見い出された飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の著しい増大を示す地域を境に、沿岸側と内陸側で図 7 に示したピットにおける $\delta^{18}\text{O}$ の垂直分布のパターンや、図 5 に示した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と年平均気温を与えると いわれる 10 m 雪温との関係、および飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値とピットの雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の変動幅との関係のすべてについて不連続な変化が認められる。さらに、風向、風速 (INOUE, 1977) や雪面の形態 (WATANABE, 1978a) にも不連続な変化が見い出されている（加藤他, 1979）。また、その境より内陸側における雪が、昭和基地での南極高気圧下での降雪の生成過程と同じ等圧冷却過程で生成していることから、内陸側は南極高気圧の勢力圏にあると考えられる。

4. 南極高気圧圏への水蒸気輸送過程

以上に述べてきたことから、加藤他 (1977) が推察しているように、南極高気圧圏への水蒸気輸送過程として次のように考えることができよう。

海から供給された水蒸気が南極沿岸低気圧地域の上空を通過して南極高気圧圏へ供給され、高気圧圏内を下降し、下降した水蒸気はカタバティック風により沿岸地域へ送られる。

上に述べた大気大循環の様子は、WHITE and BRYSON (1967) の Hallett-Byrd-South Pole を結ぶ子午線方向の断面の風のベクトルおよび KOBAYASHI and YOKOYAMA (1976) による昭和およびみすほ高原上空の風のベクトルとよく一致している。しかし、それ以外には南極高気圧圏への水蒸気輸送のメカニズムならびに南極高気圧の構造などに関する知識は、皆無に等しいといっても過言ではない。にもかかわらず、上のよう考えることにより、みすほ高原でえられた諸知見が以下のように説明されるのである。

南極高気圧および沿岸低気圧勢力圏に供給される水蒸気は、その輸送過程、凝結過程を異にし、これらの 2 つの勢力圏の境では降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は不連続に変化する。しかも、両勢力

圏の境では、高度 1800~2000 m 以下の地域へ大量の降雪をもたらせた沿岸低気圧下に比べ南極高気圧下では、降雪をほとんど生成していない新鮮な水蒸気から降雪が生成するので、この降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値の方が大きい。したがって、両勢力圏の境では、降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は内陸側へ向けて増大することになる。

高気圧圏内上空では、下降気流による温度上昇が起こり、上層逆転層が形成されていると考えられる。それゆえ、晴天が多く、放射冷却が起こりやすく、地表気温は低くなり、表面逆転層の強度が強くなる。したがって、降雪の生成温度と地表気温の差は、南極高気圧圏内における方が沿岸低気圧圏内におけるより大きくなり、高気圧圏内での氷床上では降雪から、より温度の低い氷床上の雪への水蒸気の移動が起こることを示唆している。

SATOW (1978) は年平均気温を与えると考えられている 10 m 雪温と高度との関係から、高度 3000 m 付近で 10 m 雪温の高度減率が大きく変わることを指摘した。高度が 3000 m より大きくなると、10 m 雪温の高度減率が非常に大きくなる。このことは、高気圧圏内では晴天が多く、放射冷却が起こりやすく、したがって、地表気温が低くなっていることを裏付けている。

図 4 に示した地点で採取したボーリンクコアにおける霜さらめ化の程度と粒径 (WATANABE, 1977) および霜さらめ結晶の生長方向 (NARITA and WATANABE, 1977) の垂直分布を図 8 に示した。I235, I355 の内陸側の地点では霜さらめ化が非常に進んでいることが分かる。I600 では、非常な霜さらめ化のため、ボーリンクコアを取り上げることさえできなかった (WATANABE, 1978b)。

さらに注目されることは、J225 より沿岸側と I235 より内陸側で霜さらめ結晶の生長方向がまったく逆になっていることと、霜さらめ化の程度、霜さらめ結晶の生長方向に違いが見い出された地域が、2 m ピットにおける $\delta^{18}\text{O}$ の垂直分布のパターンの違いが見い出された地域 (図 6) と一致し、さらに内陸トラバースルート上の観測地点で採取した飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値に著しい増大の見い出された地域と一致していることである。低気圧圏内では霜さらめの生長方向は下向き (深い方に向かっている) であるのに対し、高気圧圏内では上向きである。このことは雪の堆積環境の大きな違いを示している。

低気圧圏内の積雪層内では深い方から浅い方へ上向きに水蒸気が動いている。これに対し、高気圧圏内では上から下向きに水蒸気が動いていることになる。図 6 からは、2 m ピットにおける $\delta^{18}\text{O}$ の垂直分布が低気圧圏内では深くなるにつれ $\delta^{18}\text{O}$ 値が大きくなる傾向にあるのに対し、高気圧圏内では $\delta^{18}\text{O}$ 値が小さくなる傾向にあることが分かる。これらのこと

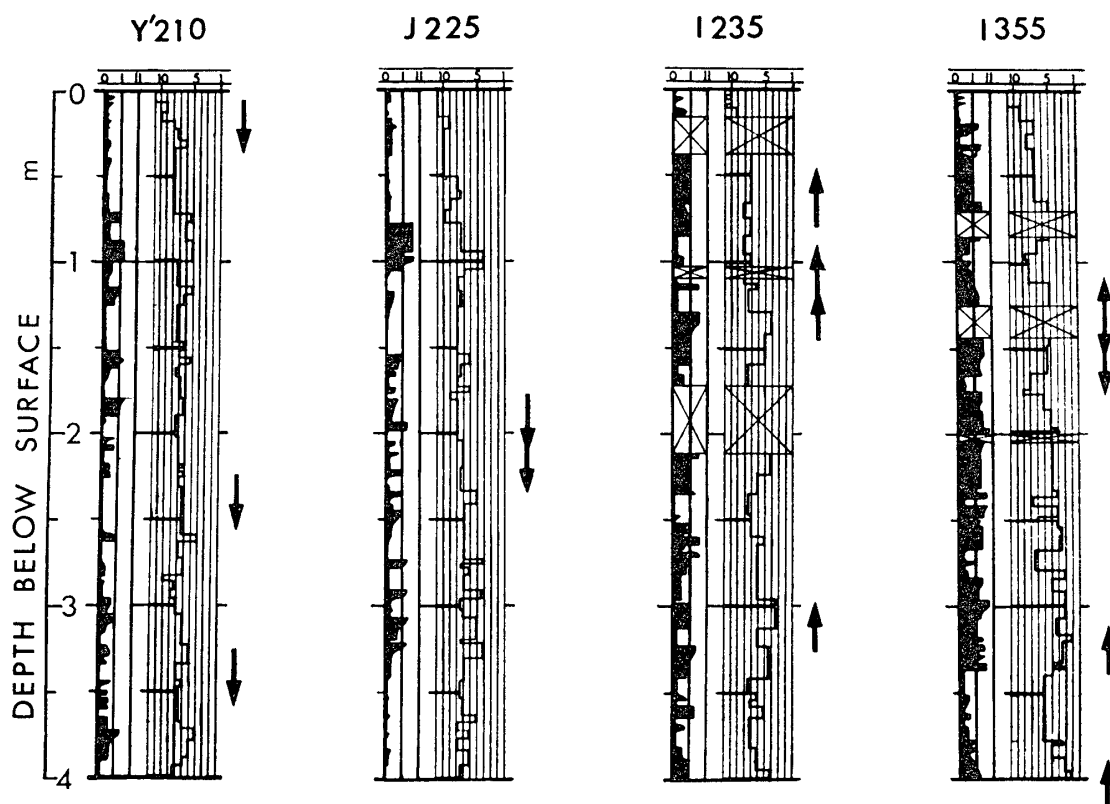


図 8 1974 年 10 月 25 日～11 月 22 日のトラバースルート上の 4 観測地点で掘削したコアにおける霜ざらめ化の程度と粒径および霜ざらめ結晶の生長方向の垂直分布（層位解析結果の表示は下に示す通りである）。

Fig. 8. Vertical profiles of depth hoar development and grain size, and directions of crystal growth of depth hoar in the cores from four stations along the traverse routes in the period from 25 October to 22 November, 1974. The directions of crystal growth of depth hoar are shown by vertical arrows. Stratigraphic symbols are as follows,

Depth hoar level; level of thermal metamorphism of firn

0 Initial stage of transformation.

I Intermediate level between 0 and II.

II Strongly metamorphosed firn.

Grain size:

Number	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
Diameter (mm)	3	4	5	6	7	8	9	10	12	15	25
	very fine			fine				medium		coarse	

(The international classification for snow)

は、低気圧圏内では積雪層内の温度こう配により水蒸気が動いて霜ざらめができることを示し、高気圧圏内では地表気温よりかなり高い温度で降雪が生成し、氷床上で降雪から表面積雪への水蒸気の移動が起きていることを裏付けている。

以上に示したように、先に述べた南極高気圧圏への水蒸気輸送過程と矛盾することなく諸現象が説明されうるといえよう。

5. ま と め

南極高気圧は南極氷床の存在と深くかかわっており、また地球の大気循環、水循環にも深くかかわっている。そこで、昭和基地において採取された降雪、みすほ高原のトラバース中に採取された飛雪、積雪の酸素同位体組成について考察し、まったくといっていいほど解明されていない南極高気圧下での降雪の生成過程や南極高気圧圏への水蒸気輸送過程に関する1つの考え方を提示し、諸知見の説明を試みた。

昭和基地の降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と生成温度との関係から、南極高気圧下では、等圧冷却過程で降雪が生成し、それ以外の気象条件下では上昇気流に伴う湿潤断熱冷却過程により降雪が生成すると考えられる。これらのことは、高層気象観測結果とよく一致している。南極高気圧下では上層逆転層付近に相対湿度 100% のところがあり、そこで混合または放射冷却により降雪が生成していると考えられる。

内陸トラバース中に採取された飛雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値と年平均気温を与えると考えられる 10 m 雪温の関係から、高度 3000~3200 m より内陸側では、等圧冷却過程により降雪が生成されていることが明らかになり、内陸側は南極高気圧の勢力圏にあるといえよう。そこへの水蒸気輸送過程は次のように推論される。

海から蒸発した水蒸気は、沿岸低気圧地域の上空を通過して供給され、南極高気圧圏内で下降し、カタバティック風により沿岸地域へ運ばれる。下降流により沈降性上層逆転層が生成され、晴天が多いため地表気温は低くなる。したがって、降雪は等圧冷却過程により生成し、氷床上では降雪の生成温度が地表気温より高いため、降雪から氷床上の雪への水蒸気の移動が起こり、積雪の霜さらめ化と上向きの結晶生長、ならびに表面積雪層における雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値が深くなるにつれ小さくなるという $\delta^{18}\text{O}$ 値の垂直分布をもたらせ、さらには、高度 3000 m 以上での気温減率の非常な増大をもたらせている。

なお、本研究にあたり、試料採取にご協力頂いた名古屋大学水圏科学研究所の渡辺興亜助教授をはじめ第 15 次日本南極地域観測隊員、酸素同位体組成の測定にご協力いただいた名古屋大学理学部の中井信之教授、富山大学理学部の水谷義彦教授の各氏および適切な助言をいただいた名古屋大学水圏科学研究所の北野康教授に心からの感謝の意を表します。

文 献

- DALRYMPLE, P. C (1966) A physical climatology of the Antarctic Plateau. Studies in Antarctic Meteorology, ed. by M J RUBIN, Washington, Am. Geophys Union, 195–231 (Antarct. Res Ser., 9).
- HIGUCHI, K (1962): A case study on snowfall from clouds under subsidence inversion. J. Meteorol. Soc. Jpn, **40**, 66–72
- INOUE, M. (1977): Meteorological data in 1974–1975 JARE Data Rep, **36**, 142–153
- JAPAN METEOROLOGICAL AGENCY (1977) Meteorological data at the Syowa Station in 1974 Antarct. Meteorol Data, **15**, 1–215
- KATO, K. (1977): Oxygen isotopic composition and gross β -radioactivity in firn JARE Data Rep, **36**, 158–169.
- KATO, K (1978): Factors controlling oxygen isotopic composition of fallen snow in Antarctica. Nature, **272**, 46–48
- 加藤喜久雄 (1979): 南極における降雪の酸素同位体組成. 南極資料, **67**, 124–135
- 加藤喜久雄・渡辺興亜・佐藤和秀 (1977) 南極みずほ高原の雪の酸素同位体組成. 南極資料, **58**, 263–270.
- KATO, K, WATANABE, O and SATOW, K (1978): Oxygen isotopic composition of the surface snow in Mizuho Plateau. Mem Natl Inst Polar Res., Spec Issue, **7**, 245–254
- 加藤喜久雄・渡辺興亜・佐藤和秀 (1979) みずほ高原の飛雪の酸素同位体組成と沿岸低気圧による水蒸気輸送. 南極資料, **67**, 136–151
- KOBAYASHI, S and YOKOYAMA, K (1976). Observations of the stationary katabatic winds in Mizuho Plateau, East Antarctica Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec), **56**, 1–13.
- MERLIVAT, L. and NIEF, G (1967): Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur at liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0°C. Tellus, **19**, 122–127
- NARITA, H and WATANABE, O (1977) Photographs of vertical section of firn. JARE Data Rep, **36**, 126–138.
- SATOW, K (1977) Snow temperatures at a depth of 10 meters JARE Data Rep, **36**, 59–60.
- SATOW, K. (1978). Distribution of 10 m snow temperature in Mizuho Plateau. Mem Natl Inst Polar Res, Spec. Issue, **7**, 63–71
- SATOW, K, HIGUCHI, K. and KATO, K. (1979): Observations of snow crystals and $\delta^{18}\text{O}$ of surface snow at Mizuho Plateau, East Antarctica Collection of contributions presented at CPM sessions, Joint IAGA/IAMAP assembly, Seattle, 22 August–3 September 1977, 55–59.
- WATANABE, O. (1977): Stratigraphic observations of surface snow cover. JARE Data Rep, **36**, 61–125
- WATANABE, O. (1978a) Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. Mem. Natl Inst. Polar Res, Spec Issue, **7**, 44–62
- WATANABE, O. (1978b). Stratigraphic studies of the snow cover in Mizuho Plateau Mem. Natl Inst Polar Res., Spec Issue, **7**, 154–181.
- WATANABE, O KATO, K, SATOW, K and OKUHIRA, F. (1978). Stratigraphic analyses of firn and ice at Mizuho Station. Mem. Natl Inst Polar Res, Spec Issue, **10**, 25–47.
- WHITE, F D., Jr. and BRYSON, R A (1967) The radiative factor in the mean meridional circulation of the Antarctic atmosphere during the polar night. Polar Meteorology, Geneva, WMO, 199–224 (WMO Tech Note, **87**)

(1979 年 4 月 26 日受理)